

REVUE DE

VOLUME 35(2) – 2016

PALÉOBIOLOGIE

mséum
genève

Une institution
Ville de Genève

www.museum-geneve.ch



Le Cénomano-Turonien dans la Hamada du Tinrhert (Sahara, Algérie) : résultats préliminaires

Djamila ZAOUI^{1*}, Soumia TCHENAR¹, Madani BENYOUCEF^{2*}, Christian MEISTER³,
Mohammed ADACI¹, André PIUZ³, Kaddour MÉBARKI¹, Mustapha BENSALAH¹,
Abdelhamid GABANI⁴ & M'hammed MAHBOUBI⁴

¹ Laboratoire de Recherche n° 25, Université de Tlemcen, BP. 119, 13000 Tlemcen, Algérie

² Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie, Université de Mascara, 29000, Mascara, Algérie

³ Muséum d'histoire naturelle, CP 6434, CH-1211 Genève 6, Suisse

⁴ Laboratoire de Paléontologie stratigraphique et paléoenvironnement, Université d'Oran, BP. 1524, El M'naouer, Oran 31000, Algérie

* Auteurs correspondants : Djamila Zaoui, E-mail : m_adaci@yahoo.fr et
Madani Benyoucef, E-mail : benyoucefmada@gmail.com

Résumé

Le présent travail vise à donner une description litho-, biostratigraphique, une analyse sédimentologique et une interprétation paléoenvironnementale du Cénomano-Turonien de la partie orientale du Tinrhert (sud-est algérien). Cinq coupes stratigraphiques ont été levées et échantillonnées. Sur la base des caractéristiques lithologiques et paléontologiques, les dépôts analysés ont été divisés en trois formations à unités lithostratigraphiques informelles : (1) La Formation des Calcaires inférieurs comprend quatre unités : (a) les calcaires pré-*Neolobites*, (b) les calcaires à *Neolobites*, (c) les calcaires à *Vascoceras* et (d) les marno-calcaires à *Hoffaticeras*. (2) La Formation des Marnes médianes est très homogène dans la partie orientale de la Hamada du Tinrhert et se distingue dans la partie occidentale (secteur de Bordj Omar Driss) par l'individualisation de deux unités à caractères lithologiques distincts : (a) une unité silicoclastique et (b) une autre carbonatée ; (3) la Formation des Calcaires supérieurs correspond à une barre carbonatée d'épaisseur métrique très continue dans l'aire étudiée. Le découpage biostratigraphique est basé sur l'analyse de nouvelles récoltes d'ammonites qui correspondent à une période couvrant le Cénomaniens supérieur (zone à *Calycoceras guerangeri*) et le Turonien inférieur (zone à *Watinoceras coloradoense*), soit environ 3 millions d'années. A défaut de marqueurs paléontologiques précis, la limite C-T reste difficile à cerner. L'étude sédimentologique à partir de l'analyse des faciès permet de définir les mécanismes et l'organisation des dépôts. Quinze faciès sédimentaires (FT1 à FT15) ont été reconnus et regroupés en cinq assemblages de faciès appartenant à des environnements de dépôt allant de la rampe proximale à la rampe distale, voire jusqu'au bassin.

Mots-clés :

Cénomano-Turonien, Tinrhert, Algérie, Biostratigraphie, Paléoenvironnement.

Abstract

The Cenomano-Turonian in the Tinrhert Hamada (Sahara, Algeria): preliminary results.- The present study offers a litho-, biostratigraphic description, sedimentological analysis and a palaeoenvironmental interpretation of the Cenomano-Turonian deposits of the Eastern Tinrhert Hamada (Southeastern Algeria). Five sections were measured and sampled. On the basis of lithological and paleontological features, three formations have been distinguished and divided in lithostratigraphic units : (1) The Lower limestones Formation includes four units (a) the pre-*Neolobites* limestones unit, (b) the *Neolobites* limestones unit, (c) the *Vascoceras* limestones unit and, the (d) limestone-marlstone with *Hoffaticeras* unit. (2) The Middle marls Formation is very homogenous in the eastern part of the study area. In the western part (Bordj Omar Driss sector), it can be divided into two units: (a) The silicoclastic unit and (b) the carbonate unit. (3) The Upper limestones Formation corresponds to a meter thick carbonate bar extending with great continuity in the studied area. The biostratigraphic study is based on the analysis of ammonites corresponding to a period covering the early Late Cenomanian (*Calycoceras guerangeri* zone) and Lower Turonian (*Watinoceras coloradoense* zone), about 3 millions years. The C-T boundary remains elusive because no marker is present at this level. The detailed sedimentological study from the facies analysis led to define the mechanisms and organization of deposits. Fifteen sedimentary facies (FT1 to FT15) have been recognized and grouped into five facies associations belonging to homoclinal ramp indeed basin settings.

Keywords : Cenomano-Turonian, Tinrhert, Algeria, Biostratigraphy, Palaeoenvironment.

Soumis avril 2016, accepté juillet 2016

Rédacteur en charge : L. Cavin

DOI: 10.5281/zenodo.269619

1. INTRODUCTION

Dans la partie orientale de la plateforme saharienne, les dépôts marins du Cénomano-Turonien reposent sur les puissantes séries détritiques rouges, souvent riches en vertébrés (In Akhamil et Djoua), et attribuées au Crétacé inférieur par Lapparent (1960) et Tabaste (1963), voire au Cénomaniens inférieur par Gabani *et al.* (2016). Ces terrains marins ont fait l'objet, dans les années 1955-1956, de la plus importante mission de prospection intitulée BRP-Tinrhert dont les résultats ont permis la publication de la première carte géologique au 1/200000^e d'une partie de la Hamada du Tinrhert par Rumeau *et al.* (1957). Ces derniers subdivisaient la série en une triade lithologique (Calcaires inférieurs, Marnes médianes et Calcaires supérieurs) et l'attribuaient au Turonien. Les travaux de Busson (1960, 1964, 1965, 1969 et 1972) permettront de préciser la lithologie de la triade, d'attribuer la base des calcaires inférieurs au Cénomaniens supérieur et le reste de la série au Turonien et de publier la carte géologique au 1/500000^e de Fort Flatters. Cette triade lithologique a fait également l'objet d'études paléontologiques et biostratigraphiques: l'étude des bivalves et des gastéropodes (Colligon, 1971 et Amard *et al.*, 1981); l'étude systématique des échinides (Néraudeau *et al.*, 1993) et l'étude des ammonites (Collignon, 1957, 1965; Amédro *et al.*, 1996; Busson *et al.*, 1999) qui a apporté des précisions stratigraphiques sur le Cénomaniens supérieur et le Turonien. Depuis les travaux de ces derniers auteurs, qui se sont peu intéressés à l'aspect sédimentologique, cette région n'a pas été étudiée, à l'exception de la synthèse sur le Cénomano-Turonien de la plate-forme saharienne établie par Grosheny *et al.* (2013) et l'étude micropaléontologique réalisée par Tchenar *et al.* (2015). Dans le cadre de la présente note, à partir d'une nouvelle analyse lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique basée sur de nouvelles données obtenues lors des missions de prospections réalisées entre 2013 et 2015 du Cénomaniens-Turonien du Tinrhert, nous complétons la description de la série et la reconstitution des environnements de dépôt que l'on relie à l'évolution eustatique de la bordure nord du craton africain durant le Crétacé supérieur.

2. CADRE GÉNÉRAL DE LA RÉGION D'ÉTUDE

La région d'étude occupe la partie sud-est de l'Algérie et correspond à la partie orientale du Plateau de Tinrhert (Hamada du Tinrhert), situé à 550 m d'altitude. Ce plateau crétacé, de direction sud-ouest/nord-est, s'étend sur plus de 300 km depuis le môle d'El Biod-Baguel à l'ouest en Algérie, jusqu'à l'arc de Tihemboka près de Rhadamès à l'est, dans le sud-ouest libyen (Acheche *et al.*, 2001). Il est limité par le Grand Erg oriental au nord et par l'Erg Isouane et le bassin d'Illizi au sud. Il comporte l'une des séries Crétacé supérieur les plus spectacu-

lares de la marge africaine de la Téthys. Ces terrains sont concordants sur les termes détritiques attribués à l'Infra-Cénomaniens (Albien). Ils se présentent dans le paysage sous forme de corniches carbonatées parallèles, séparées par des talus argileux ou marneux. Du sud vers le nord, dans l'ordre stratigraphique, on distingue (Fig. 1): la corniche du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur qui surmontent les argiles gypsifères rouges à verdâtres du Cénomaniens inférieur-moyen; la corniche turonienne qui succède à une épaisse formation marneuse verdâtre du Turonien inférieur; la corniche du Santonien-Campanien et la corniche du Maastrichtien, séparées par des argiles gypseuses rouges. Ces corniches fournissent d'excellents repères visuels, à la fois sur le terrain et lors de l'examen des fonds topographiques et des images satellitaires. Le présent travail s'intéressera uniquement aux deux premières corniches, dont les conditions d'affleurement des dépôts cénomano-turonien sont particulièrement favorables à une étude sédimentologique détaillée et à la récolte des fossiles.

3. DESCRIPTION DE LA SÉRIE

La description de la série cénomano-turonienne de la Hamada du Tinrhert s'appuie sur l'analyse détaillée de cinq coupes réparties le long des limites d'érosion, entre les Gours Ben Houillet à l'ouest et Oued In Adaoui à l'est (Fig. 1, 2 et 3). Ci-après, le nom et les coordonnées géographiques des coupes réalisées:

Coupe des Gour Ben Houillet: X = 6°25'0.20"E;
Y = 28°10'23.70"N

Coupe des Gour Belkhouilled: X = 6°42'21.30"E;
Y = 28°11'3.60"N

Coupe de Bordj Omar Driss: X = 6°47'56.92"E;
Y = 28°12'0.37"N

Coupe de Oued Takouazet: X = 7°52'4.00"E;
Y = 28°33'24.00"N

Coupe de Oued In Adaoui: X = 9° 1'31.30"E;
Y = 28°47'43.10"N

Pour décrire cette série, la terminologie de Busson (1960) est appliquée aux grands ensembles lithologiques identifiés: 1- Argiles à gypse; 2- Calcaires inférieurs; 3- Marnes médianes; et 4- Calcaires supérieurs. Toutefois, dans la coupe la plus complète (secteur de Bordj Omar Driss), nous avons subdivisé, en plus, les formations des Calcaires inférieurs et des Marnes médianes en unités lithostratigraphiques informelles (Fig. 2 et 3), dont chacune est dotée de ses propres caractères lithologiques, paléontologiques, sédimentologiques et environnementaux.

3.1. Argiles à gypse

Cette formation n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée dans le présent travail. Elle occupe de très grandes étendues et elle est formée d'une alternance d'argiles ver-

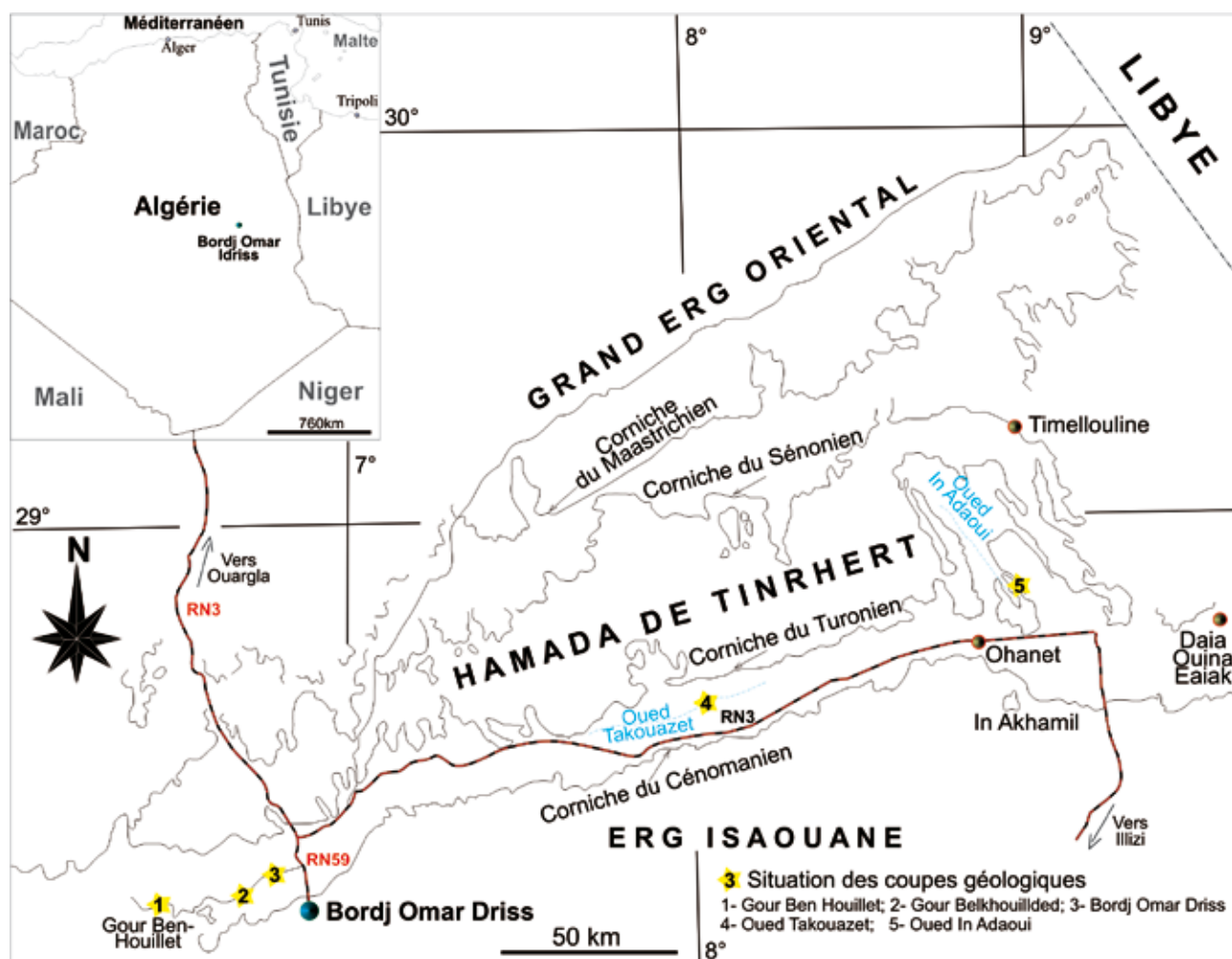


Fig. 1: Cadre général de la région d'étude et situation des coupes étudiées.

dâtres à rougeâtres avec des bancs de gypse fibreux ou massifs, d'épaisseur millimétrique à métrique. La partie supérieure de cette entité lithologique, assez homogène, se distingue par des intercalations dolomitico-argileuses verdâtres et gypseuses à lamines algaires ondulées. Les résidus de lavage de certains échantillons argileux n'ont fourni que des dasycladales, des fragments de gypse et de pyrite.

3.2. Calcaires inférieurs

Les dépôts de cette formation correspondent à la corniche cénomanienne qui affleure dans la plateforme saharienne (Tinrhert et Tademaït). Le contact avec les argiles à gypse est bien représenté dans la région de Bordj Omar Driss et au sud du village d'Ohanet. Il est marqué par la disparition des lits gypseux et l'apparition des bancs calcaires dolomitiques à lamines algaires dans une vire marneuse verdâtre. En fonction de la position stratigraphique de l'événement paléontologique à *Neolobites*

(«*Neolobites bioevent*», voir Cavin *et al.*, 2010; Meister & Piuz, 2013; Benyoucef & Meister, 2015) qui marque l'extension maximale de la transgression cénomanienne, nous avons divisé les Calcaires inférieurs (Busson, 1960) en quatre unités informelles :

3.2.1. Unité des calcaires pré-*Neolobites*

C'est un premier ensemble carbonaté qui repose en concordance sur les argiles verdâtres sommitales de la formation précédente. Il est bien développé dans les environs du village de Bordj Omar Driss, notamment au niveau de l'ancienne route dite communément «Escargot». Il affleure aussi dans les golfs d'In Akhamil, au sud du village d'Ohanet, mais avec des épaisseurs réduites. D'un point de vue lithologique, l'unité des calcaires pré-*Neolobites* débute par un banc de calcaire bioclastique riche en débris d'huîtres et de gastéropodes. Ce dernier est surmonté par une alternance de marnes verdâtres et de calcaires d'épaisseur centimétrique, contenant des

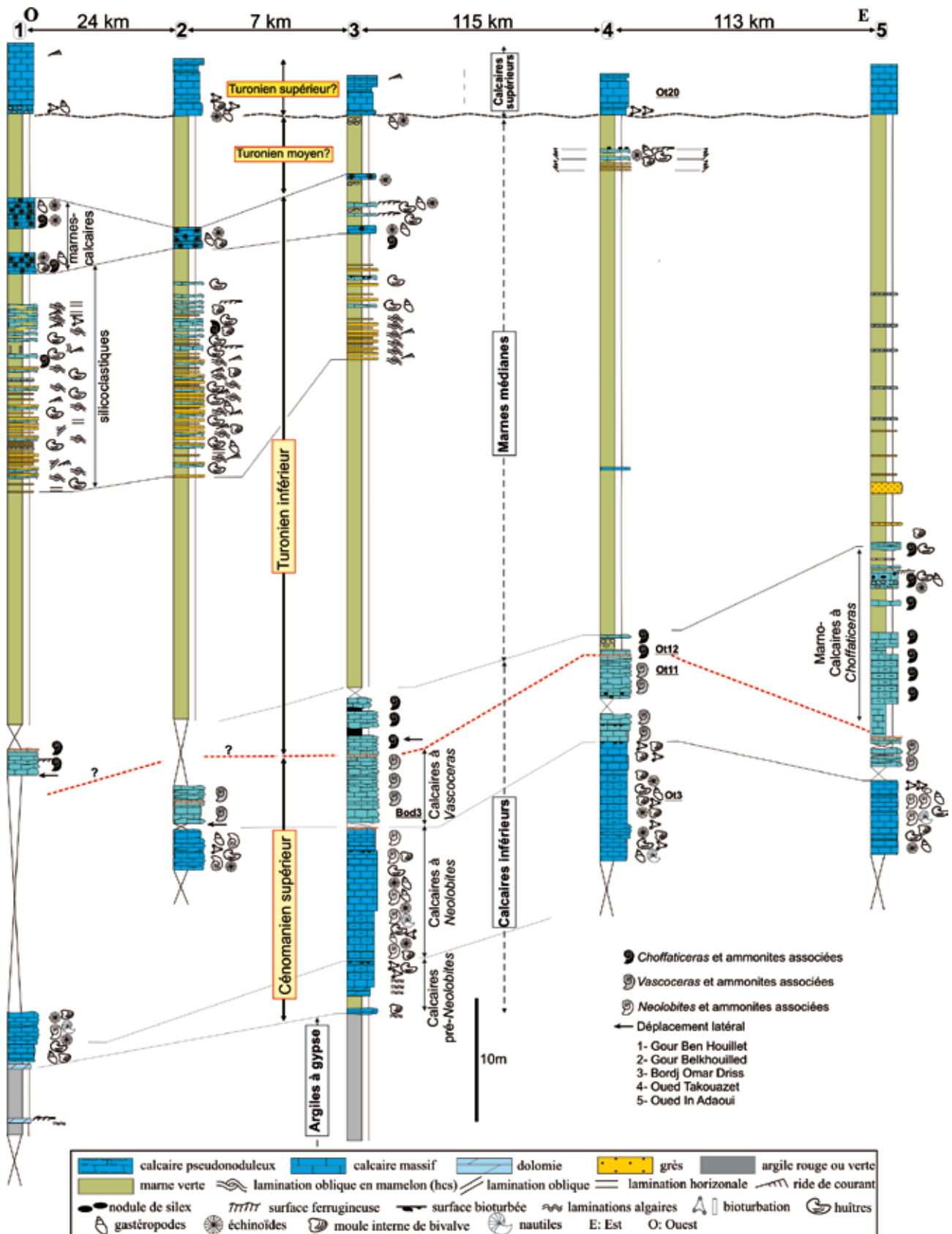


Fig. 2: Succession lithostratigraphique du Cénomano-Turonien dans la Hamada du Tinrhert.

lamines algaires planes ou ondulées et des structures en tipi. Ces derniers niveaux sont recoupés par une surface d'érosion surmontée par un banc de calcaire massif, d'environ 1,5 m d'épaisseur, ocre à la patine, grisâtre à la cassure, à débris d'ostréidés et à bioturbation attribuée essentiellement aux ichnogènes *Thalassinoides*. Le sommet du banc est fortement bioturbé.

La base des marnes verdâtres admet également l'intercalation d'un horizon à concentrations coquillières lenticulaires discontinues, à matrice carbonatée, à granulométrie grossière et sans stratification interne apparente. Ces concentrations à débris de bioclastes brisés s'étendent latéralement sur quelques mètres et sont repris dans un intervalle calcaire à lamines algaires planes ou ondulées.

3.2.2. Unité des calcaires à *Neolobites*

Cette unité a pour équivalent l'ensemble des intervalles stratigraphiques 1 et 2 d'Amédéo *et al.* (1996). Elle correspond au dépôt du bio-événement à *Neolobites* ("bio-events" au sens de Ernst *et al.*, 1983) que l'on retrouve sur la marge méridionale de la Téthys, depuis le Maroc à l'ouest jusqu'à Oman à l'est (Cavin *et al.*, 2010; Meister & Piuze, 2013; Benyoucef & Meister, 2015). Elle est formée de calcaires beiges sombres à grisâtres ou blanchâtres à la patine comme à la cassure, massifs et parfois silicifiés. L'étude de leur contenu paléontologique a mis en évidence la présence d'une faune benthique et pélagique riche et diversifiée. Les éléments fauniques abondants sont les ammonites, les huîtres gryphaeidés (pseudonodonteïnés et exogyres) et ostréidés (liostreïnes), les bivalves (plicatulidés, pectinidés, cardiidés, arctidés, glossidés et pholadomyidés), les gastéropodes (cerithiidés, turritellidés, campanilidés, strombidés, aporrhaidés et tylostomatidés) et les échinides (réguliers, holoctypoïdes et spantangoïdes), et dans une moindre mesure, on note la présence de nautilus, de serpules et de décapodes. Parmi les céphalopodes, *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny) domine et apparaît seule dans la partie basale de l'unité (intervalle 1 d'Amédéo *et al.*, 1996) puis avec le *Cunningtoniceras tinrhertense* (Collignon) et les nautilus *Angulithes mermeti* (Coquand) et *Eutrephoceras* sp. *N. vibrayeanus* se trouve ensuite en association avec des *Calycoceras* (*Calycoceras*) *naviculare* (Mantell), *Eucalycoceras pentagonum* (Jukes-Browne), *Eucalycoceras* sp., *Forbesiceras* cf. *largilliertianum* (d'Orbigny) et *Placenticeras* sp. dans la partie sommitale de l'unité (intervalle 2 d'Amédéo *et al.*, 1996).

Analysés en lame mince, les sédiments carbonatés de cette unité ont révélé une texture mudstone-wackestone contenant des sections de crinoïdes rovéacrinidés et de bivalves, des épines d'échinides, des foraminifères benthiques et planctoniques et rhomboédres de dolomie (Fig. 4A).

Les calcaires à *Neolobites* se terminent par un niveau carbonaté noduleux centimétrique riche en échinides

(*Mecaster pseudofourneli* Peron & Guathier et *Mecaster* sp.) complets et en bon état de conservation. Cet horizon présente une base irrégulière et une surface supérieure à nodules de fer.

Des niveaux bioturbés et des concentrations coquillières sont abondants dans l'ensemble de l'unité des calcaires à *Neolobites*. Les concentrations de fossiles se présentent le plus souvent en lentilles sans stratification interne, à base irrégulière et de quelques mètres d'extension latérale. Elles sont riches en huîtres [*Ceratostreon flabellatum* Goldfus, *Costagyra olisiponensis* Sharpe, *Ilymatogyra africana* (Lamarck), *Pycnodonte vesicularis* Lamarck et *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck)] et plicatulidés (*Plicatula auressensis* Coquand, *P. fourneli* Coquand et *P. ferryi* Coquand). Cette faune est associée à quelques pectinidés [*Neithea hispanica* (d'Orbigny)], échinides [*Goniopygus menardi* (Desmarest) et *Micropedina olisiponensis* (Forbes)], débris de rudistes sauvagésiïnés et de décapodes. Les huîtres gryphaeidés sont le plus souvent désarticulées et exceptionnellement complètes. Aucun classement par taille ni par forme n'a été observé.

Les niveaux bioturbés surmontent toujours les concentrations coquillières. La bioturbation est à contours nets et à remplissage formé de calcaires micritiques de couleur grisâtre. Elle est représentée par des terriers verticaux ou parallèles à la surface correspondant aux ichnogènes *Thalassinoides* et *Ophiomorpha*.

3.2.3. Unité des calcaires à *Vascoceras*

Cette unité se poursuit par une succession monotone formée de bancs calcaires centimétriques, grisâtres, durs. Elle est marquée par une modification drastique, du point de vue du contenu paléontologique, par rapport à l'unité précédente. Les moules internes des ammonites sont très abondants et le benthos est rare, voire absent. Selon leur ordre d'apparition dans la série, les espèces d'ammonites récoltées sont : *Nigericeras gadeni* (Chudeau), *Metengonoceras dumbli* (Cragin), *Fikaites laffitei* (Collignon), *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (Choffat), *Vascoceras gamai* (Choffat), *Vascoceras cauveni* (Chudeau), *Rubroceras burroense* (Cobban, Hook & Kennedy). L'examen pétrographique des lames minces montre qu'il s'agit d'une texture mudstone à foraminifères planctoniques et crinoïdes pélagiques (Fig. 4B).

Partout, cette unité est coiffée par une surface ferrugineuse d'épaisseur millimétrique remaniant des nodules de fer, des terriers et une abondante faune d'ammonites souvent ferrugineuses, exceptionnellement d'oursins et d'huîtres indéterminés.

3.2.4. Unité des marno-calcaires à *Choffaticeras*

De l'ouest vers l'est du plateau du Tinrhert, cette unité (partie basale de l'intervalle 5 d'Amédéo *et al.*, 1996) présente une importante variation d'épaisseur : elle est de

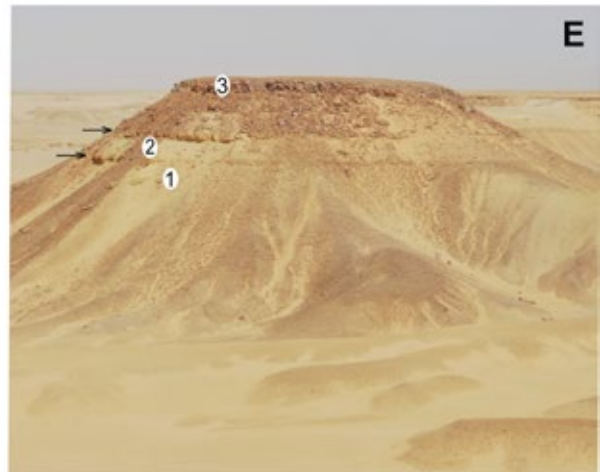
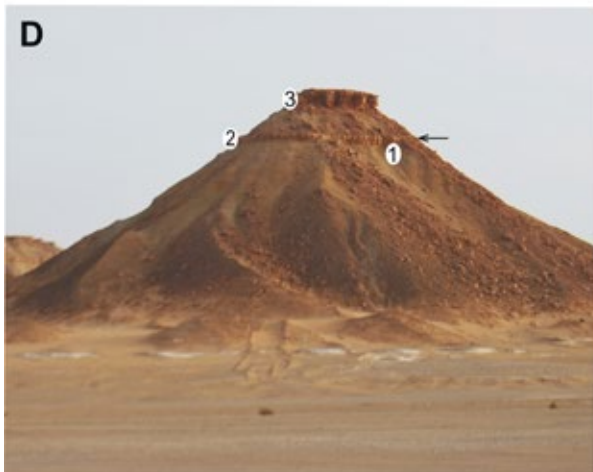


Fig. 3: Vues panoramiques montrant les différentes unités lithostratigraphiques du Cénomano-Turonien du Tinrhert. A, La photo au niveau de la route dite «escargot» présente: 1. la partie supérieure des argiles à gypse; 2. l'unité des calcaires à pré-*Neolobites*; 3. la partie basale de l'unité des calcaires à *Neolobites*. B, La photo à proximité de Gour Ben Houillet montre: 1. la partie sommitale de l'unité des calcaires à *Neolobites*; 2. la partie basale de l'unité des calcaires à *Vascoceras*. C, La photo à l'ouest du village de Ohanet présente: 1. l'unité des alternances marno-calcaires à *Choffaticeras*; 2. la Formation des Marnes médianes; 3. la Formation des Calcaires supérieurs. D et E, Photos dans le secteur de Bordj Omar Driss montrant: 1. l'unité silicoclastique; 2. l'unité des marno-calcaires, avec une seule barre à proximité du Pk14 (photo D) et deux barres à Gour Ben Houillet (photo E); 3. Formation des Calcaires supérieurs. F, La photo de Gour Ben Houillet montre une alternance grésomarno-calcaire de l'unité silicoclastique. G, Panorama de la Formation des Calcaires supérieurs.

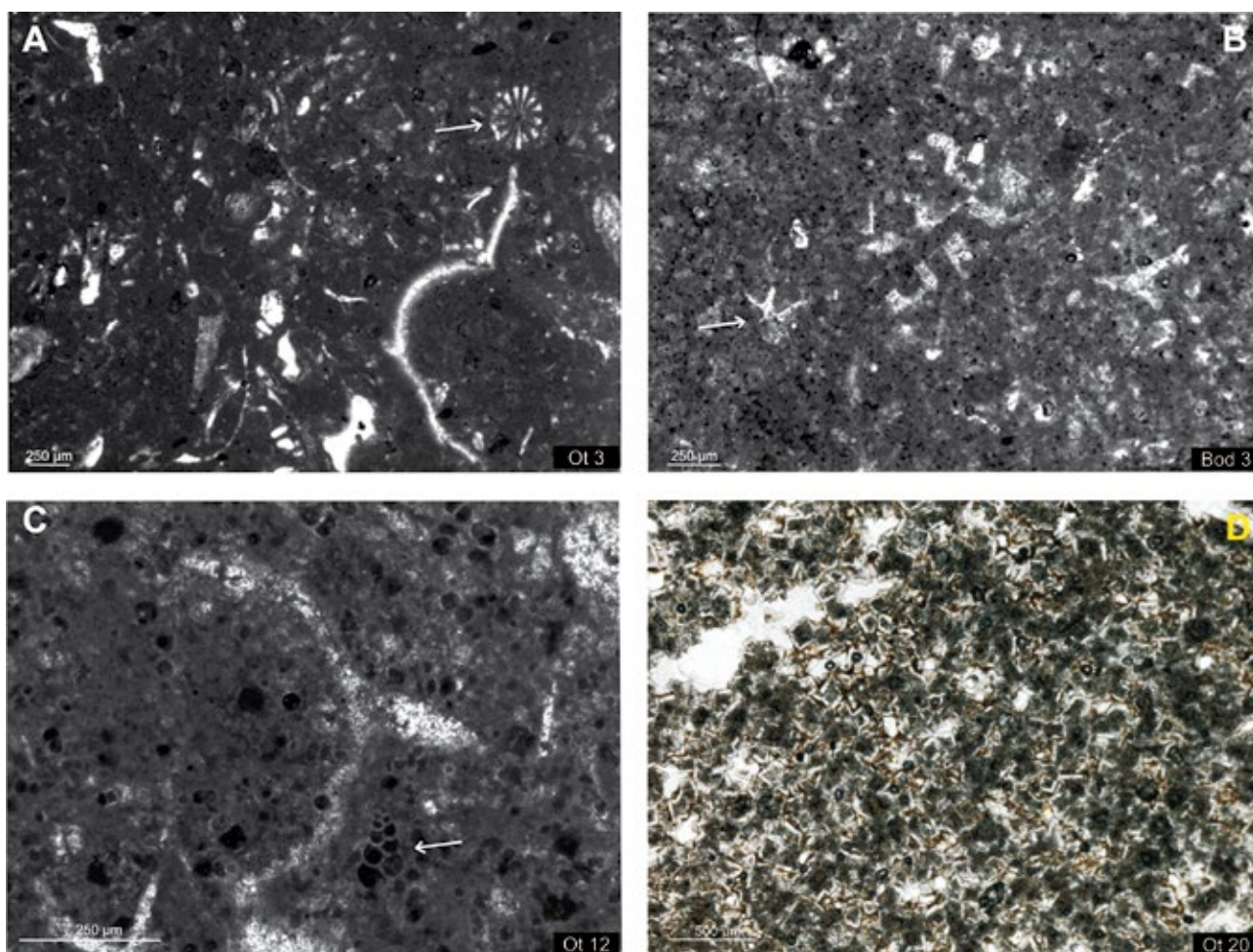


Fig. 4: Illustrations photographiques de certaines lames minces. A, micrite à section de bivalves et radioles d'oursins (calcaires à *Neolobites*, Oued Takouazet); B, micrite à sections de crinoïdes rovéacrinides (calcaires à *Vascoceras*, Bordj Omar Driss); C, micrite à section transverse de fragment de thèque de crinoïde rovéacrinides et une section axiale sagittale d'un hétérohélécidé (calcaires à *Vascoceras*, Oued Takouazet); D, microfaciès totalement dolomitisé (Calcaires supérieurs, Oued Takouazet).

2 à 3 m dans le secteur de Bordj Omar Driss, de 4 à 5 m aux environs de Oued Takouazet et de 10 à 15 m entre Ohanet et Oued In Adaoui. Elle est représentée par des calcaires micritiques beiges, en bancs centimétriques à décimétriques, interstratifiés avec des marnes verdâtres. L'examen microscopique des niveaux calcaires montre qu'il s'agit d'une micrite riche en foraminifères planctoniques (*Heterohelix* sp.) et crinoïdes rovéacrinides (Fig. 4C).

La surface supérieure des bancs calcaires est parfois bioturbée et renferme des nodules de fer. L'association ammonitique est représentée par des moules internes de *Pseudotissotia nigeriensis* (Woods), *Fagesia peroni* Pervinquier, *Eotissotia simplex* (Barber), *Choffaticeras* (*Choffaticeras*) *meslei* (Peron), *Choffaticeras* (*Choffaticeras*) *pavillieri* Pervinquier et *Choffaticeras* (*Choffaticeras*) *sinaiticum* (Douvillé), par contre la macrofaune benthique est absente à l'exception de quelques débris d'huîtres et d'échinides. Dans les niveaux marneux, la microfaune identifiée est marquée, chez les foraminifères, par la dominance des hétérohélicidés, avec *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg) et *P. moremani* (Cushman). En plus s'ajoutent différemment, d'une coupe à une autre, les espèces *Muricohedbergella delrioensis* Carsey et *Marginotruncana marginata* (Reuss).

3.3. Marnes médianes

Morphologiquement, cette entité lithostratigraphique prend la forme d'un talus marneux limité par deux ensembles durs: les calcaires inférieurs à sa base et les calcaires supérieurs à son sommet. Elle est composée généralement par une épaisse couche de marnes verdâtres à rares intercalations millimétriques de dolomies argileuses et de grès fins à surface basale riche en terriers indéterminés et à surface supérieure modelée par des rides de courant. Dans la partie inférieure, les échantillons lavés-triés ont fourni l'association de foraminifères suivante: *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg), *P. moremani* (Cushman), *Hedbergella simplex* Morrow, *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. stephani* (Gandolfi) et *Ventilabrella austinana* Cushman. Il est à noter que cette microfaune se raréfie considérablement en allant vers le sommet de la série avec la persistance des espèces *Planoheterohelix globulosa*, *P. moremani*, et l'apparition de *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk).

Les marnes médianes, très homogènes dans la partie orientale de la région d'étude (Takouazet à In Adaoui), se distinguent dans les secteurs de Bordj Omar Driss et Gour Belkhouilled, par l'individualisation, à sa moitié supérieure, non sommitale, de deux unités à caractères lithologiques distincts: une unité dominée par des dépôts silicoclastiques et une autre plus carbonatée (Fig. 3C).

3.3.1. Unité des silicoclastiques

Cette unité lithologique est remarquable de par la qualité des figures et des structures sédimentaires. Elle est constituée de dépôts mixtes, silicoclastiques et carbonatés, d'épaisseur totale variant de 0 à 15 m (Fig. 2). Il s'agit d'une alternance de marnes verdâtres avec des bancs gréseux centimétriques (0.05 à 0.25 m), à grains fins ou moyens, contenant des litages obliques en mame-lons (Hummocky cross stratification) et des laminations entrecroisées ou sub-planes. Le sommet des couches est net et montre des ondulations associées à un litage de rides de vagues ou de rides de courants unidirectionnels souvent chevauchantes. Les bioturbations sont rares et principalement caractérisées par des terriers cylindriques verticaux à sub-verticaux attribués à l'ichnogénre *Skolithos*, et des terriers anastomosés qui s'implantent à la base des couches et correspondent à l'ichnogénre *Thalassinoides* (Fig. 5A-B).

Vers le sommet de l'unité, les niveaux gréseux diminuent en terme d'épaisseur, se raréfient, puis disparaissent. Alors que les trois derniers mètres sont dominés par des dépôts marneux. Cette alternance détritique contient des concentrations coquillères qui forment des strates de quelques centimètres d'épaisseur. La matrice qui emballé les débris de coquilles est de nature variable, gréseuse fine ou encore calcaire. La surface supérieure des niveaux coquilliers remanie une faune benthique de petite taille: des ostréidés (Liostreinae et Lophinae) ou des pectinidés associés à des cerithiidés (Fig. 5C). Des gouttières et des sillons d'érosion centimétriques sont présents à la base des strates à HCS et des concentrations de fossiles. Les niveaux marneux intercalés entre les calcaires et les grès révèlent une association biotique peu diversifiée, formée essentiellement de gastéropodes tylostomidés et exceptionnellement d'ammonites: *Hoplitoides wohltmanni* (Von Koenen), *Choffaticeras* (*Choffaticeras*) *sinaiticum* (Douvillé) et *Choffaticeras* sp.

3.3.2. Unité des marno-calcaires

Cette unité correspond à la partie supérieure de l'intervalle 6 d'Amédéo *et al.* (1996) et témoigne du passage d'un régime détritique mixte à un régime carbonaté dans la partie occidentale de la région d'étude. Elle peut varier rapidement d'épaisseur de 1 à 8 m entre Gour Ben Houillet et l'Oued Takouazet, ou alors être absente en allant vers l'est, entre Ohanet et In Adaoui. Près de la route RN59 (PK 14), c'est un banc calcaire unique situé à 15 m sous la base de la corniche calcaire supérieure, mais dans la région de Gour Ben Houillet, une quarantaine de kilomètres plus au nord-ouest, c'est une alternance de marnes verdâtres avec deux barres calcaires atteignant jusqu'à 2 m d'épaisseur (Fig. 3D et E). Ces intercalations carbonatées sont brunâtres à la patine, grisâtres à la cassure, massives à la base, bioturbées au sommet. Elles ont



Fig. 5: A, surface supérieure d'un banc gréseux à *Thalassinoides* (unité des silicoclastiques, Gour Ben Houillet); B, interface d'un banc gréseux carbonaté à *Skolithos* (unité des silicoclastiques, Gour Ben Houillet); C, niveau coquillier à surface supérieure pétrée d'huîtres (du groupe des Lophinae) et de cerithiïdes (unité des silicoclastiques, Gour Belkouilled); D, aspect laminé de la barre des Calcaires supérieurs (Oued Takouazet).

fourni une biophase abondante, composée essentiellement d'échinides bien conservés [*Mecaster pseudofourneli* (Peron & Gauthier), *Mecaster* sp. et *Phymosoma* sp.] et de moules internes de gastéropodes [*Ampullina* sp., *Tylostoma cossoni* (Thomas & Peron) et *Tylostoma globosum* Sharpe], et accessoirement des bivalves pectinidés et des ammonites appartenant à l'espèce *Choffaticeras* (*Choffaticeras*) *sinaiticum* (Douvillé). La partie sommitale des barres calcaires présente un débit noduleux dû à la présence d'une concentration d'oursins de petite taille.

3.4. Calcaires supérieurs

Cette entité lithostratigraphique constitue un repère remarquable dans la morphologie, sous forme d'une corniche métrique bien réglée latéralement, formant la surface de la hamada (plateau rocheux) de Tinrhert. Elle correspond à la cuesta turonienne d'Amédro *et al.* (1996); la barre turonienne de Busson *et al.* (1999) et l'unité 7 de Grosheny *et al.* (2013). Cette unité (Fig. 3G) débute par un niveau calcaire centimétrique riche en gas-

téropodes, échinides et terriers de type *Thalassinoides*. Ce premier niveau est surmonté par quatre à cinq bancs calcaires durs, d'épaisseur décimétrique, brunâtres à la patine et grisâtres à la cassure. Les bancs calcaires renferment des passées à fantômes de bioclastes silicifiés et alignés conférant à la barre un aspect laminé (Fig. 5D). Leur surface supérieure est modelée par des rides de courant. L'examen en lames mince montre un faciès totalement dolomitisé, à cristaux rhomboédriques de 0,1 mm parfois zonés de brun, sparitique ou microsparitique voire hématitique (Fig. 4D).

4. CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE

Les ammonites du plateau de Tinrhert sont connues depuis les travaux de Collignon (1957, 1965), d'Amard *et al.* (1981) et ceux d'Amédro *et al.* (1996). Les spécimens d'ammonites récoltés lors des missions de 2013 à 2015 dans différentes coupes du plateau s'élèvent à plus de 1700 spécimens et correspondent à une période couvrant le Cénomaniens supérieur (zone à *Calycoceras* guerange-

ri) jusqu'au Turonien inférieur (zone à *Watinoceras coloradoense*), soit environ 3 millions d'années (Pl. I et II).

Le Cénomaniens supérieur

Zone à *Calycoceras guerangeri*: cette zone est caractérisée par une première association faunique avec la présence de deux assemblages, le premier marqué par la présence du genre *Neolobites* seul avec les espèces *Neolobites vibrayeanus vibrayeanus* (d'Orbigny) et *Neolobites vibrayeanus brancai* Eck, alors que le deuxième est plus diversifié et contient l'espèce *Neolobites vibrayeanus vibrayeanus* (d'Orbigny) et *Neolobites vibrayeanus brancai* Eck, associées aux *Calycoceras naviculare* (Mantell), *Eucalycoceras pentagonum* (Jukes-Browne), *Forbesiceras cf. largilliertianum* (d'Orbigny), *Placenticeras* sp. et *Cunningtoniceras tinrhertense* (Collignon). Elle est caractérisée aussi par la présence de nautilus appartenant au groupe *Angulithes mermeti* (Coquand) et *Eutrophoceras* sp.

Ces deux assemblages marquent la base de la zone à *Calycoceras guerangeri*, (sous-zone à *Calycoceras canitaurinum*).

Au point de vue lithologique, cette association faunique correspond à l'unité des calcaires à *Neolobites* présente dans toutes nos coupes à l'exception de la coupe de Oued Takouazet, où la présence d'un *Angulithes* sp. pourrait correspondre à cette unité.

Zone à *Metoicoceras geslinianum*: seule la partie supérieure de cette zone (sous-zone à *Burroceras clydense*) est représentée dans nos coupes, elle est marquée par la présence de l'espèce *Metengonoceras dumbli* (Cragin) ainsi que du genre *Nigericeras* avec l'espèce *Nigericeras gadeni* (Chudeau) et probablement *Nigericeras jacqueti* Schneegans.

Zone à *Neocardioceras juddii*: cette zone comporte trois assemblages fauniques distincts où sont présentes les espèces *Nigericeras gadeni* (Chudeau), *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (Choffat), *Fikaites subtuberculatus* (Collignon), *Fikaites laffitei* (Collignon), *Vascoceras gamai* Choffat, *Vascoceras cauvinii* Chudeau et *Vascoceras* sp.

La zone à *Neocardioceras juddii* est bien représentée dans la coupe de Bord Omar Driss et de Oued Takouazet, où elle caractérise l'unité des calcaires à *Vascoceras*.

Limite Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (C-T)

La limite C-T est difficile à cerner; en effet aucun marqueur n'est présent à ce niveau, même si localement Amédro *et al.* (1996) placent cette limite au niveau de la disparition de l'espèce *Vascoceras cauvinii* Chudeau, espèce qui cependant disparaît bien avant la limite C-T (Meister & Piuz, 2013).

Par ailleurs, à ce niveau, les foraminifères planctoniques marqueurs tels que *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno et *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) sont également absents dans les coupes étudiées (Tchenar *et al.*, 2015). Néanmoins,

en relation avec la disparition quasi totale des foraminifères benthiques, ces auteurs placent cette limite à l'acmé des hétérohélécidés ou «*Heterohelix shift*» (Leckie *et al.*, 1998) qui coïncide avec le passage des calcaires à *Vascoceras* aux marno-calcaires à *Choffaticeras*. Cet acmé est reconnu dans plusieurs régions: à Pueblo aux Etats-Unis (Keller & Pardo, 2004), en Angleterre (Keller *et al.*, 2001); en Tunisie (Nederbraght & Fiorentino, 1999; Caron *et al.*, 2006; Zagrarni *et al.*, 2008) et au Maroc (Ettaçhfini *et al.*, 2005). Les propositions sont aussi à mettre en relation avec le «global positive $\gamma^{13}\text{C}$ shift» avancé par Grosheny *et al.*, 2013.

Turonien inférieur

Zone à *Watinoceras coloradoense*: la partie supérieure de la zone à *Watinoceras coloradoense* [V. (*Greenhornoceras*) birchbyi sous zone] est représentée par trois assemblages fauniques avec l'espèce *Pseudotissotia nigerensis* (Woods) associée aux genres *Kamerunoceras*, *Fagesia*, *Hoplitoïdes*, *Eotissotia* et *Choffaticeras*.

La zone à *Watinoceras coloradoense* correspond à la partie supérieure de la Formation des Calcaires inférieurs (l'unité des marno-calcaires à *Choffaticeras*) dans la coupe d'In Adaoui et Oued Takouazet, et s'étend jusqu'à la Formation des Marnes médianes (unité des silico-clastiques et l'unité des alternances de marnes avec des barres calcaires) dans les coupes de Ben Houillet, Belkhouillet et Bordj Omar Driss. Dans la partie supérieure de cette formation, les ammonites deviennent très rares, voire sont absentes.

Un âge Turonien moyen pour l'extrême partie sommitale de la Formation des Marnes médianes et Turonien supérieur pour la Formation des Calcaires supérieurs n'est pas à exclure.

5. ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

Les nouvelles observations de terrain recueillies lors des dernières missions de prospections (2013 à 2015) permettent de définir de manière détaillée les mécanismes et l'organisation des dépôts du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, grâce à la sédimentologie de faciès. Cette approche nous a permis de reconnaître quinze faciès sédimentaires types, notés de FT1 à FT15, que nous avons regroupés en cinq assemblages de faciès distincts, appartenant à des environnements de dépôt allant de la rampe proximale à la rampe distale, voire qui atteignent le bassin.

5.1. Définition et interprétation des faciès

Le Tableau 1 résume les faciès types qui caractérisent le Cénomano-Turonien du Tinrhert, leur description sommaire (lithologie, épaisseur, géométrie, bioturbation, contenu paléontologique et ichnologique, structures hydrodynamiques) et leur interprétation paléoenvironne-

mentale. Les faciès sédimentaires répertoriés répondent à des processus de dépôts bien distincts et sont classés selon leur ordre d'apparition dans la série.

5.2. Association de faciès et milieux de dépôt

La distribution, latérale et verticale, des faciès identifiés a permis d'établir une courbe paléobathymétrique considérée comme caractéristique d'un milieu de dépôt de type rampe (au sens de Ahr, 1973 ; Read, 1985 ; Burchette & Wright, 1992) avec une pente douce, en raison :

- du manque des lithoclastes et des dépôts de remaniements gravitaires tels ceux identifiés en marge de plate-forme (turbidites, brèches...);
- de l'absence, dans le temps et dans l'espace, de dépôts marins restreints avec leurs cortèges de barrières oolithiques, bioclastiques ou récifales caractéristiques des bordures de plate-forme ;
- de l'importante dilution des carbonates dans la mer et l'ubiquité des événements de tempêtes qui indiquent de bonnes communications avec le milieu marin ouvert ;
- de l'évolution graduelle d'un environnement de dépôts à l'autre.

Ainsi, la rampe du Tinrhert peut être divisée en trois principales parties : rampe proximale qui correspond à un environnement soumis à l'action des vagues de beau temps ; rampe médiane qui a pour limite supérieure la limite d'action des vagues de beau temps et correspond à l'offshore supérieur (zone oligophotique) ; rampe externe qui a pour limite supérieure l'action des vagues de tempête et correspond à l'offshore inférieur (zone aphotique).

5.2.1. Rampe proximale (inner-ramp)

Deux associations de faciès distinctes peuvent être rattachées à un environnement de rampe proximale.

Association de faciès AFA

Constituant la presque totalité de la Formation des Argiles à gypse, cette association est représentée par des alternances argiles (FT1)-gypses (FT2) quasiment azoïques et étendues latéralement sur de très grandes distances. Ces alternances argilo-gypsifères se sont développées dans des conditions à énergie faible, en climat aride. Elles traduisent les fluctuations d'une lame d'eau pelliculaire soumise à une évaporation intense : les argiles se décantent lors des périodes de faible ennoyage et les gypses se précipitent lors des périodes sèches et arides. Ils ont été classiquement interprétés comme des faciès de plaines côtières évaporitiques (milieu supratidal) analogues à une sebkha (Purser, 1983 ; Oboh-Ikuenobe *et al.*, 2005). Cette dernière peut se développer en partie proximale d'une rampe carbonatée (Kaoukaya *et al.*, 2001). L'absence de macrofaune et de bioturbation témoigne

des conditions peu favorables au développement de la vie benthique.

Association de faciès AFB

Cette association de faciès occupe l'unité des calcaires pré-*Neolobites* et regroupe les faciès type FT3, FT4 et FT5. Elle indique un approfondissement, depuis des mudstones formés de lamines stromatolithiques planes, ondulées ou plissotées (tipis) à des mudstones pelmicitiques faiblement bioclastiques et fortement bioturbés par des traces de *Thalassinoides*. Les strates, qui se caractérisent par de fréquentes lamines algaires et par l'absence de bioturbations, indiquent un environnement médiolittoral à conditions de température et de salinité élevées, sans aller toutefois jusqu'à des conditions évaporitiques franches (absence de gypse). La présence des *Thalassinoides* et des exogyres dans les niveaux supérieurs de cette association de faciès indique un environnement de dépôt margino-littoral riche en nutriments et à salinité proche de la normale (Frey *et al.*, 1984 ; Pascal *et al.*, 1994). Les minces concentrations coquillières lenticulaires (FT4) intercalées entre les lamines algaires ondulées attestent une influence occasionnelle des tempêtes. La forte lenticularité des accumulations coquillières plaide pour des milieux très proximaux.

L'association de faciès «AFB» peut être interprétée comme dépôts d'une rampe carbonatée proximale exceptionnellement débordée par des courants de tempêtes. L'exondation épisodique de cette rampe carbonatée est témoignée par la présence des tapis algaires à structures en tipis.

5.2.2. Rampe médiane (mid-ramp)

Selon la nature des dépôts, carbonatés ou silicoclastiques, deux associations de faciès distinctes peuvent être attribuées à cet environnement de dépôts :

Association de faciès AFC

Cette association de faciès correspond aux dépôts de l'unité des calcaires à *Neolobites* qui regroupe les faciès types FT6, FT7 et FT8. Elle coïncide avec une transgression généralisée accompagnée d'une diversification faunique très importante, où dominent les formes benthiques (bivalves, huîtres, gastéropodes et échinides) et pélagiques (ammonites, nautilus, crinoïdes rovéacrinides et foraminifères planctoniques). Ces faciès indiquent un contexte de sédimentation dans un milieu de rampe carbonatée médiane. Cette rampe est soumise à l'influence des tempêtes qu'attestent les intervalles coquilliers riches en huîtres gryphaeides, concentrées en amas lenticulaires, centimétriques à décimétriques (FT7). Les calcaires micritiques intercalés entre les niveaux à concentrations coquillières sont caractérisés par une forte bioturbation (*Thalassinoides* et *Ophiomorpha*) qui témoigne des périodes de faible agitation des eaux.

Tableau. 1 : Tableau récapitulatif montrant une description sommaire, la position stratigraphique et une interprétation en terme de processus de dépôt des faciès types.

Faciès type (FT)	Description sommaire	Interprétation en termes de processus de dépôt
FT-1 Argile gypsifère	Argiles à gypse Épaisseur centimétrique à métrique, couleur verdâtre ou rougeâtre, à intercalations gypseuses ou dolomitico-argileuses, dépourvues de faune et de bioturbation.	Climat aride, énergie hydrodynamique faible, voire nulle, conditions peu favorables au développement de la vie benthique; faciès de plaine côtière évaporitique (supratidal) analogue à une sebkha (Oboh-lkuenobe <i>et al.</i> , 2005); partie proximale d'une rampe carbonatée (Kaoukaya <i>et al.</i> , 2001).
FT-2 Gypse	Argiles à gypse Épaisseur centimétrique à métrique, couleur blanchâtre à grisâtre, d'aspect fibreux ou saccharoïde, azoïque. La bioturbation est quasiment absente.	Milieu à faible tranche d'eau concentrée en saumures, à une évaporation intense en climat chaud et aride. Conditions très défavorables au développement d'une vie.
FT-3 Calcaire algair	Calcaires pré-Neolobites Épaisseur centimétrique à décimétrique, couleur grisâtre, mudstone à rhomboédres de dolomie, à lamines algaires planes ou ondulées, évoluées parfois en tipis.	Activité des cyanobactéries dans un milieu intertidal haut à supratidal (Logan, 1987; Shinn, 1983). Les structures en tipis sont le produit d'une lithification syngédimentaire de sédiments carbonatés soumis à une exposition subaérienne (Tucker & Wright, 1990; Pratt <i>et al.</i> , 1992).
FT-4 Calcaire bioclastique lenticulaire	Calcaires pré-Neolobites Épaisseur centimétrique, couleur ocre, packstone rarement grainstone, en concentrations coquillières lenticulaires, discontinues, sans structures internes, encadrées par des niveaux à lamines algaires ondulées.	La texture grainstone et la stratification lenticulaire discontinue montrent un milieu dominé par une dynamique de tempête. La dynamique érosive est bien exprimée dans ce faciès par l'aspect lenticulaire du banc.
FT-5 Calcaire bioturbé	Calcaires pré-Neolobites Épaisseur décimétrique, couleur grisâtre, mudstone pelmicritique dolomitisé, dur, intensivement bioturbé, contenant des débris d'huîtres. Les terriers montrent des contours nets et correspondent à des <i>Thalassinoides</i> . Matrice micritique contenant de nombreux grains de quartz.	L'abondance des <i>Thalassinoides</i> et la présence des débris d'huîtres attestent un dépôt dans un milieu marin médiolittoral à marginolittoral riche en nutriments, à salinité normale et bien oxygéné (Frey <i>et al.</i> , 1984; Sattler <i>et al.</i> , 2005). L'influence terrigène est représentée par des grains de quartz dispersés.
FT-6 Calcaire wackestone à faune benthique et pélagique	Calcaires à Neolobites Épaisseur décimétrique, couleur beige à blanchâtre, en bonne continuité latérale, biomicrite à texture wackestone, mais elle peut être occasionnellement de type packstone, riche en faune, parfois complète et en bon état de conservation (ammonites, nautilus, huîtres et autres bivalves, échinodermes, gastéropodes, ostracodes, annélides, rovéacrinides, foraminifères planctoniques). Les bioclastes sont en majeure partie déterminables et sont parfois obliquement déformés.	L'abondance et la diversité de la faune indiquent l'existence d'un milieu de dépôt ouvert, à eau bien éclairée, déconfinée et excessivement riche en éléments nutritifs. La texture wackestone-packstone, riche en bioclastes benthiques et pélagiques, témoigne d'un milieu de dépôt relativement agité situé vraisemblablement au-dessus de la limite d'action des tempêtes et en dessous de la limite d'action des vagues permanentes.
FT-7 Calcaire à gryphaeïdes et bioturbation	Calcaires à Neolobites Épaisseur centimétrique à décimétrique, couleur blanchâtre, biomicritique de texture wackestone-packstone riche en huîtres (notamment les exogyres et les pycnodontes) qui se concentrent en lumachelles lenticulaires. Les éléments biogéniques accessoires englobent des échinides, des pectinidés, des débris de rudistes sauvagésiinés et de décapodes. Les concentrations coquillières sont intercalées par des sédiments carbonatés fins, de texture mudstone-wackestone à débris de gryphaeïdes et très bioturbés par <i>Thalassinoides</i> et <i>Ophiomorpha</i> .	Les exogyres et les pycnodontes possèdent un plateau cardinal très développé (Jourdy, 1924). La présence de telles expansions chez les bivalves traduit généralement la présence de forts courants (Videt, 2004). Les amas coquilliers lenticulaires centimétriques à décimétriques sont attribués à l'action des vagues (Aigner, 1985) qui concentrent et remanient le matériel fossilifère sur le substrat au cours des tempêtes. Les calcaires micritiques, intercalés entre les niveaux à concentrations coquillières, sont caractérisés par une forte bioturbation qui a effacé toutes les structures sédimentaires. Ces sédiments fins, renfermant une faible proportion de bioclastes, témoignent d'un environnement peut être plus profond, caractérisé par une plus faible agitation des eaux.
FT-8 Calcaire à oursins	Calcaires à Neolobites Épaisseur centimétrique, couleur grisâtre à jaunâtre, packstone à wackestone très riche en oursins spatangues complets, associés à des foraminifères planctoniques. L'ensemble flotte dans une matrice de micrite. Inversement, les gastéropodes et les ostracodes sont rares.	Les échinodermes sont généralement trouvés dans un environnement de rampe proximale à médiane, avec une salinité normale et des ressources tropiques élevées (Nield & Tucker, 1985; Lukasik <i>et al.</i> , 2000) et ne sont pas particulièrement tolérant des faibles teneurs en oxygène (Gale, 2000). Les échinides spatangues marquent des biofaciès de vasières distales, infralittorales inférieures à circalittorales (Néraudeau & Moreau, 1989; Videt & Néraudeau, 2007). L'association des échinides avec les foraminifères planctoniques, et la rareté des gastéropodes et des ostracodes peuvent indiquer un environnement de rampe médiane (Flügel, 2010).

Faciès type (FT)	Description sommaire	Interprétation en termes de processus de dépôt
FT-9 Calcaire à faune pélagique	Calcaires à <i>Vascoceras</i> Epaisseur centimétrique, couleur grisâtre, biomicrite de texture mudstone-wackestone, compact, dépourvu de structures sédimentaires, contenant une riche faune d'ammonites et de foraminifères planctoniques. Il contient également des sections de crinoïdes rovéacrines et de rares débris de bivalves.	La matrice de texture très fine et la présence d'une faune pélagique témoignent d'un écoulement faible en milieu de dépôt profond, en dessous de la limite d'action des vagues de tempête, à fonds boueux, régi par une circulation ouverte, probablement de vasière infralittorale (Canérot <i>et al.</i> , 1982; Ettachfni & Andreu, 2004; Benyoucef <i>et al.</i> , 2016).
FT-10 Marne à ammonites et foraminifères planctoniques	Marno-calcaires à <i>Choffaticeras</i> Epaisseur centimétrique à décimétrique, de couleur verdâtre, mudstone sans structures sédimentaires, riche en ammonites et foraminifères planctoniques.	La texture fine des marnes due au processus de décantation témoigne d'un milieu de dépôt à régime hydrodynamique faible voire nul. La présence des ammonites et des foraminifères planctoniques indique que la sédimentation s'est effectuée en milieu marin profond, voire même en dessous de la limite d'action des vagues de tempête.
FT-11 Marne à foraminifères benthiques et planctoniques	Marnes médianes Epaisseur centimétrique à métrique, de couleur verdâtre ou jaunâtre, mudstone à foraminifères benthiques et planctoniques. Les foraminifères planctoniques globuleux sont abondants; les foraminifères planctoniques carénés y sont très rares (Tchenar <i>et al.</i> , 2015).	Les foraminifères planctoniques globuleux (type <i>Hedbergella</i> , <i>Heterohelix</i> , <i>Whiteinella</i>) préfèrent les eaux de surface (<100 à 200 m), tandis que les formes carénées, plus complexes, vivent en eaux plus profondes (Caron & Homewood, 1982; Hart & Bailey, 1979; Grosheny <i>et al.</i> , 2008).
FT-12 Calcaire lumachéllique	Silicoclastiques Epaisseur centimétrique, couleur grisâtre, biosparite de texture packstone-grainstone, à concentration d'huîtres presque monospécifiques, rares oursins brisés. La matrice qui emballe les coquilles est de nature variable, grès fin ou encore calcaire. Un taux de fragmentation des bioclastes relativement élevé, notamment à la base des bancs. Présence des gouttières d'érosion de quelques centimètres de profondeur et de longueur d'onde.	Ce faciès témoigne d'une sédimentation soumise ponctuellement à l'action d'un courant de haute énergie assimilé à des tempêtes. Il correspond aux niveaux coquilliers de type A (ou concentrations fines issues d'un seul événement de tempête) au sens de Botquelen <i>et al.</i> (2004).
FT-13 Grès à litages obliques en mamelons (HCS)	Silicoclastiques Epaisseur centimétrique, couleur jaunâtre. Les principales structures sédimentaires observées sont des litages plans et des litages obliques en mamelons. La bioturbation, moins diversifiée, est représentée par des traces fossiles verticales (<i>Skolithos</i>) et horizontales (<i>Thalassinoides</i>). Présence des gouttières d'érosion. La macrofaune est rare en dehors des intercalations marneuses.	Les structures sédimentaires témoignent d'environnements peu profonds, soumis à l'action des vagues de beau temps et des vagues de tempêtes. Le nombre faible des ichnotaxons est lié probablement à des conditions paléoenvironnementales stressantes: énergie hydrodynamique élevée, substratum instable et fluctuations rapides entre taux de sédimentation et érosion.
FT-14 Calcaire à échinides et gastéropodes	Alternance des marnes avec des barres calcaires Epaisseur décimétrique, couleur brunâtre à grisâtre, wackestone, dur, à contenu paléontologique dominé par les échinides (<i>Mecaster</i> et <i>Phymosoma</i>) et les moules internes de gastéropodes (<i>Tylostoma cossoni</i> et <i>Tylostoma globosum</i>) et accessoirement des ammonites (<i>Choffaticeras sinaïticum</i>) et des plicatulidés.	Selon Wilson (1975), le faciès packstone à gastéropode reflète un dépôt dans un environnement subtidal à intertidal inférieur. Cependant, dans l'intervalle documenté, l'abondance des oursins et la matrice micritique attestent un milieu de faible énergie hydrodynamique. Les échinides réguliers du groupe <i>Phymosoma</i> sont connus dans des faciès infralittoraux d'âge Cénomanien et dans des faciès circalittoraux d'âge Sénonien dans le Sud-Ouest de la France (Néraudeau & Moreau, 1989). Les échinides spatangoïdes marquent des biofaciès de vasières distales, infralittorales inférieures à circalittorales (Néraudeau & Moreau, 1989; Videt & Néraudeau, 2007).
FT-15 Calcaire laminé	Calcaires supérieurs Epaisseur décimétrique, couleur grisâtre à brunâtre, dolomitisé, à fantômes de bioclastes silicifiés et alignés conférant aux bancs un aspect laminé; rides de courant.	La présence de bioclastes alignés témoigne d'un dépôt sous dynamique des tempêtes.

Association de faciès AFD

Cette association de faciès correspond aux dépôts de l'unité silicoclastique intercalée au sein des marnes médianes, entre Gour Ben Houillet et Bodj Omar Driss. Elle est formée d'une alternance de marnes silteuses vertes finement laminées (FT11) et de couches centimétriques de grès (FT13) fins à laminations obliques et à litage oblique en mamelons (HCS) dont la longueur d'onde est centimétrique et de faible amplitude. La base des couches gréseuses est érosive et présente parfois des gouttières d'érosion. Les surfaces sommitales des couches montrent

souvent des litages de rides de vagues et parfois des litages de rides de courants unidirectionnels. La bioturbation est de faible intensité et préférentiellement implantée à l'interface ou à la base des couches, successivement, sous forme de terriers verticaux (*Skolithos*) ou horizontaux (*Thalassinoides*). Ces couches de grès sont le plus souvent surmontées par des niveaux calcaires bioclastiques (FT12) concentrant des fragments millimétriques d'huîtres (concentrations événementielles au sens de Kidwell & Bosence, 1991).

La présence de litages entrecroisés en mamelons, des sur-

faces d'érosion et des concentrations coquillières minces témoignent de l'action de courants à composante oscillatoire de haute énergie. Ceux-ci sont liés à un régime de tempêtes. Les lamines obliques enregistrent un courant unidirectionnel de l'océan vers le continent. Par ailleurs, la présence de litage de rides de courant unidirectionnel dans certaines couches peut être interprétée aussi comme des courants à composante unidirectionnelle générés par les courants de tempêtes (Cheel & Leckie, 1993). Les marnes silteuses à ammonites, foraminifères benthiques et planctoniques, et tylostomidés correspondent à des dépôts de décantation liés aux périodes de quiescence courantologique, usuellement post-tempêtes.

L'alternance entre des périodes de décantation et d'écoulements oscillatoires est caractéristique d'une dynamique de tempêtes sous la limite d'action des vagues permanentes en domaine d'*offshore* supérieur (rampe médiane). La présence des ammonites suggère un milieu ouvert sur le large.

5.2.3. Rampe distale à bassin

Association de faciès AFE

Cette association de faciès caractérise la partie supérieure de la Formation des «Calcaires inférieurs», qui regroupe l'unité des calcaires à *Vascoceras* et l'unité des marno-calcaires à *Choffaticeras*. Elle comprend des calcaires noduleux mudstone-wackestone à foraminifères planctoniques globuleux, crinoïdes rovéacrinides et moules internes d'ammonites (FT9), et des marnes à foraminifères planctoniques (FT10). Les dépôts de cette association sont caractérisés aussi par la rareté des formes benthiques et l'absence de structures de tempêtes.

La texture fine des marnes due au processus de décantation témoigne d'un milieu de dépôt à régime hydrodynamique faible (Allen, 1985) voire nul; le faciès calcaire dominé par les formes pélagiques indique que la sédimentation s'est effectuée en milieu marin calme et profond, voire même en dessous de la limite d'action des vagues de tempête. Cet environnement peut être assimilé à un milieu de type rampe carbonatée distale, voire de bassin (selon la classification de Burchette & Wright,

1992). Cette association de faciès, la plus distale identifiée sur l'ensemble de la série du Cénomano-Turonien du Tinrhert, marque les maxima d'inondation.

Les intercalations calcaires de texture wackestone riches en formes planctoniques (*Heterohelix* et rovéacrinides) témoignent des épisodes peu agités qui pourraient être liés à l'influence distale des courants de tempêtes.

6. CONCLUSION

Depuis 2013, les prospections géologiques dans le Tinrhert ont permis l'acquisition de nouvelles données paléontologiques et sédimentologiques. L'examen des fossiles, des ichnofossiles et des faciès sédimentaires du Cénomano-Turonien a permis de détailler sa subdivision en trois formations à unités informelles, de préciser son cadre biostratigraphique en se basant sur les nouvelles récoltes d'ammonites et de cerner le passage Cénomano-Turonien grâce à la répartition verticale des foraminifères (acmézone de foraminifères hétérohélécidés) et des rovéacrinides (Ferré *et al.*, 2016). Par ailleurs, les unités décrites ont été interprétées en termes de milieux de dépôt. Ainsi, quinze faciès sédimentaires (FT1 à FT15) ont été reconnus montrant une succession d'environnements de dépôt allant d'une rampe proximale, passant par la rampe médiane à la rampe distale voire jusqu'au bassin. Nos travaux en cours sur la faune dans le Tinrhert, et notamment sur les ammonites et les microfaunes, devraient nous permettre d'élargir la liste faunique et d'affiner progressivement notre connaissance sur le passage Cénomano-Turonien de cette région.

REMERCIEMENTS

Nous remercions vivement MM. El Hadj Badri et Abdelkader pour leur accueil chaleureux et leur assistance sur le terrain. Nous remercions également Pierre-Alain Proz, du Muséum d'histoire naturelle de Genève, pour la confection des lames minces. Les remarques et les critiques constructives de Lionel Cavin et des rapporteurs anonymes ont été appréciées. La mission de 2015 a été

Planche I

- Fig. 1: *Neolobites vibrayeanus brancai* Eck, UTI.lab25Tin GBE.2.3, Cénomanién supérieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des calcaires à *Neolobites*, Gour Ben Houillet.
- Fig. 2: *Neolobites vibrayeanus vibrayeanus* (d'Orbigny, 1841), UTI.lab25.Tin K.1, Cénomanién supérieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des calcaires à *Neolobites*, Gour Belkhouillet.
- Fig. 3: *Forbesiceras cf. largilliertianum* (d'Orbigny), UTI.lab25.Tin B2, Cénomanién supérieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des calcaires à *Neolobites*, Bordj Omar Driss.
- Fig. 4: *Eucalycoceras pentagonum* (Jukes-Browne), UTI.lab25.Tin K.1.44, Cénomanién supérieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des calcaires à *Neolobites*, Gour Belkhouillet.
- Fig. 5a-b: *Calycoceras (Calycoceras) naviculare* (Mantell), UTI.lab25.Tin B3, Cénomanién supérieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des calcaires à *Neolobites*, Bordj Omar Driss.



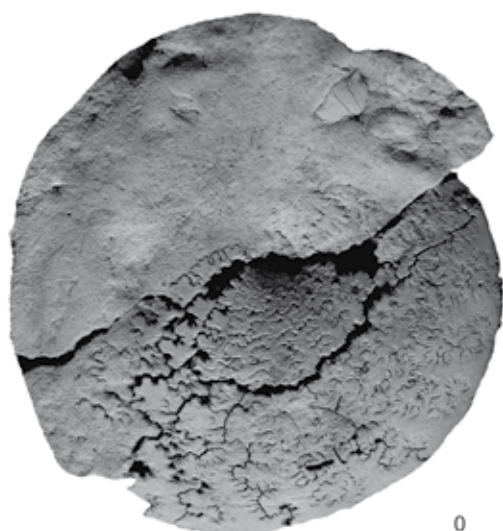
1

0 mm 20



2

0 mm 20



3

0 mm 40



4

0 mm 20



5a

0 mm 40



5b

financée par le Laboratoire de Recherche n°25 (PRHPM) de l'Université de Tlemcen.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Acheche M.H., M'Rabet A.M., Ghariani H., Ouahchi A. & Montgomery S.L. 2001. Ghadames basin, Southern Tunisia: a reappraisal of Triassic reservoirs and future prospectivity. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85: 765-780.
- Ahr N. M. 1973. The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Transactions - Gulf Coast Association of Geological Societies*, 23: 221-225.
- Aigner T. 1985. Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient Shallow - marine sequence. *Springer*, Berlin Heidelberg, 174 pp.
- Amard B., Collignon M. & Roman J. 1981. Etude stratigraphique et paléontologique du Crétacé supérieur et Paléocène du Tinrhert-W et Tademaït-E (Sahara algérien). *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon*, H. S. 6: 15-173.
- Amédéo F., Busson G. & Cornée A. 1996. Révision des ammonites du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Tinrhert (Sahara algérien): implication biostratigraphiques. *Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle*, 18: 179-232.
- Benyoucef M. & Meister C. 2015. Lithostratigraphic evolution, facies analysis and depositional environment of the Cenomanian-lower Turonian in the Guir area, Southwestern Algeria. *Cretaceous Research*, 53: 68-88.
- Benyoucef M., Meister C., Mebarki K., Läng E., Adaci M., Cavin L., Malti F.-Z., Zaoui D., Cherif A. & Bensalah M. 2016. Evolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et séquentielle du Cénomanién-Turonien inférieur dans la région du Guir (Ouest algérien). *Carnets de Géologie*, 16(9): 271-295.
- Botquelen A., Loi A., Gourvennec R., Leone F. & Dabard M.P. 2004. Formation et signification paléoenvironnementale des concentrations coquillières: exemples de l'Ordovicien de Sardaigne et du Dévonien du Massif armoricain. *Comptes Rendus Palevol*, 3(5): 353-360.
- Burchette T.P. & Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1-4): 3-57.
- Busson G. 1960. Sur la coupe du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur du Tinrhert central (Sahara algérien). *Travaux de Recherches sahariennes*, 19: 141-149.
- Busson G. 1964. Carte géologique de l'Algérie au 1/500 000ème. Feuille Fort-Flatters. *Publication du Centre de Recherches sur les Zones Arides*, Paris (CNRS).
- Busson G. 1965. Sur les gisements de céphalopodes crétacés sahariens. *Annales de Paléontologie*, 51: 153-161.
- Busson G. 1969. Sédimentation, transgression et paléogéographie sur les grandes plates-formes du Mésozoïque: l'exemple du Cénomanién Turonien du nord-est de la plate-forme saharienne et de Berbérie. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 687-703.
- Busson G. 1972. Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Mémoire du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris*, série C - Sciences de la Terre, 441 pp.
- Busson G., Dhondt A., Amédéo F., Néraudeau D. & Cornée A. 1999. La grande transgression du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur sur la hamada de Tinrhert (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnement de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretaceous Research*, 20: 29-46.
- Canérot J., Cuny P., Pardo G., Salas R. & Villena J. 1982. Ibérica Central-Maestrazgo. In: Universidad Complutense de Madrid (ed.), *El Cretácico de España*: 273-344.
- Caron M. & Homewood P. 1982. Evolution of early planktonic foraminifers. *Marine Micropaleontology*, 7: 453-462.
- Caron M., Dall'Agnolo S., Accarie H., Barrera E., Kauffman E.G., Amédéo F. & Robaszynski F. 2006. High resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Geobios*, 39: 171-200.
- Cavin L., Tong H., Boudad L., Meister Ch., Piuze A., Tabouelle J., Aarab M., Amiot R., Buffetaut E., Dyke E., Hua G. & Le Loeuff S. J. 2010. Vertebrate assemblages from the Early Late Cretaceous of Southeastern Morocco: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 57: 391-412.
- Cheel R.J. & Leckie D.A. 1993. Hummocky cross stratification. *Sedimentology Review*, Oxford, U.K., 1: 103-122.
- Collignon M. 1957. Céphalopodes néocrétacés du Tinrhert (Fezzan). *Annales de Paléontologie*, 43: 113-136.
- Collignon M. 1965. Nouvelles ammonites néocrétacées sahariennes. *Annales de Paléontologie (Invertébrés)*, 5: 165-202.

Planche II

- Fig. 1a-b: *Nigericeras gadeni* (Chudeau), UTI.lab25.Tin B3.3.1, Cénomanién supérieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des calcaires à *Vascoceras*, Bordj Omar Driss.
- Fig. 2a-b: *Fikaïtes sububerculatus* (Collignon), UTI.lab25.Tin OO.5.10, Cénomanién supérieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des calcaires à *Vascoceras*, à l'ouest de Oued In Adaoui.
- Fig. 3: *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (Choffât), UTI.lab25.Tin GBE.7.1, Cénomanién supérieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des calcaires à *Vascoceras*, Gour Ben Houillet.
- Fig. 4a-b: *Vascoceras cauvini* Chudeau, UTI.lab25.Tin OO.5.6, Cénomanién supérieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des calcaires à *Vascoceras*, à l'ouest de Oued In Adaoui.
- Fig. 5a-b: *Pseudotissotia nigeriensis* (Woods), UTI.lab25.Tin OHA.3.1, Turonien inférieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des marno-calcaires à *Choffaticeras*, à l'ouest de Oued In Adaoui.
- Fig. 6a-b: *Choffaticeras pavillieri* Pervinquière, UTI.lab25.Tin GB.5.1, Turonien inférieur, Formation des Calcaires inférieurs, unité des marno-calcaires à *Choffaticeras*, Gour Ben Houillet.



1a



1b

0 mm 20



2b



2a

0 mm 40



3

0 mm 40



4b



4a

0 mm 40



5b



5a

0 mm 40



6b



6a

0 mm 40

- Collignon M. 1971. Gastéropodes et lamellibranches du Sahara. *Annales de Paléontologie*, 2: 145-202.
- Ernst G., Schmid F. & Seibertz E. 1983. Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. *Zitteliana*, 10: 531-554.
- Ettachfini El. M. & Andreu B. 2004. Le Cénomanién et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc. *Cretaceous Research*, 25(2): 277-302.
- Ettachfini E. M., Souhel A., Andreu B. & Caron M. 2005. La limite Cénomanién-Turonien dans le haut Atlas Central, Maroc. *Geobios*, 38: 57-68.
- Ferré B., Benyoucef M., Zaoui D., Adaci M., Tchenar S., Meister C., Mebarki K., Piuze A. & Bensalah M. 2016. Cenomanian-Turonian roveacrinid microfacies assemblages (Crinoidea, Roveacrinida) from the Tinrhert area (SE Algeria). *Annales de Paléontologie*, 102: 225-235.
- Flügel F. 2010. *Microfacies of carbonate rocks-analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 471 pp.
- Frey R.W., Curran A.H. & Pemberton G.S. 1984. Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. *Journal of Paleontology*, 58: 511-528.
- Gabani A., Mammeri C., Adaci M., Bensalah M. & Mahboubi M. 2016. Le Crétacé continental à vertébrés de la bordure sud du Plateau de Tinrhert: considérations stratigraphiques et bilan paléontologique. *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie*, 19: 39-61.
- Gale A.S. 2000. The Cretaceous world. In: Culver S.J. & Rawson P.F. (eds). *Biotic response to global change. The last 145 million years*. The Natural History Museum/Cambridge University Press, Cambridge: 4-20.
- Grosheny D., Chikhi-Aouimeur F., Ferry S., Benkherouf-Kechid F., Jati M., Atrops F. & Redjimi-Bourouiba W. 2008. The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179: 593-603.
- Grosheny D., Ferry S., Jati M., Ouaja M., Bensalah M., Atrops F., Chikhi-Aouimeur F., Benkerouf-Kechid F., Negra H. & Aït Salem H. 2013. The Cenomanian-Turonian boundary on the Saharan Platform (Tunisia and Algeria). *Cretaceous Research*, 42: 66-84.
- Hart M.B. & Bailey H.W. 1979. The distribution of planktonic Foraminifera in the Mid-Cretaceous of NW Europe. In: Wiedmann J. (ed.), *Aspekte der Kreide Europas. International Union of Geological Sciences, A (6)*: 527-542.
- Jourdy E. 1924. Histoire naturelle des exogyres. *Annales de Paléontologie*, 13: 1-104.
- Kaoukaya A., Laadila M., Fedan B. & Saadi Z. 2001. La plate-forme carbonatée liasique au NE d'Errachidia (Haut Atlas oriental, Maroc): modèle d'organisation des dépôts margino-littoraux. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre*, 23: 27-38.
- Keller G. & Pardo A. 2004. Age and paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology*, 51: 95-128.
- Keller G., Han Q., Adatte T. & Burns S.-J. 2001. Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, 22: 391-422.
- Kidwell S.M. & Bosence D.W.J. 1991. Taphonomy and Time-Averaging of Marine Shelly Faunas. In: P.A.B.E. Allison (eds), *Topics in Geobiology*, New York: 115-209.
- Lapparent A. F. De 1960. Les dinosauriens du Sahara central. *Travaux de l'Institut de Recherches sahariennes*, Alger, 19: 7-22.
- Leckie R.-M., Yuretich R.-F. West O.-L.-O., Finkelstein D. & Schmidt M. 1998. Paleooceanography of the South-western Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 6: 101-126.
- Logan B.W. 1987. The MacLeod evaporite basin, Western Australia. Holocene environments, sediments and geological evolution. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*, 44: 1-140.
- Lukasik J.J., James N. P., Mc Gowran B. & Bonne T. 2000. An epeiric ramp: low energy, cool-water carbonate facies in a Tertiary inland sea, Murray Basin, South Australia. *Sedimentology*, 47: 851-881.
- Meister Ch. & Piuze A. 2013. Late Cenomanian Early Turonian ammonites of the southern Tethys margin from Morocco to Oman: Biostratigraphy, paleobiogeography and morphology. *Cretaceous Research*, 44: 83-103.
- Nederbragt A.-J. & Fiorentino A. 1999. Stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in Oued Mellegue, North-Western Tunisia. *Cretaceous Research*, 20: 47-62.
- Néraudeau D. & Moreau P. 1989. Paléocéologie et paléobiogéographie des faunes d'échinides du Cénomanién nord-aquitain (Charente-Maritime, France). *Geobios*, 22: 293-324.
- Néraudeau P., Busson G. & Corneé A. 1993. Les échinides du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Tinrhert oriental et central (Sahara algérien). *Annales de Paléontologie (Invertébrés)*, 4: 273-313.
- Nield E.W. & Tucker V.C.T. 1985. Paleontology. An introduction. *Pergamon Press*, 178 pp.
- Oboh-Ikuenobe F.E., Obi C.G. & Jaramillo C.A. 2005. Lithofacies, palynofacies, and sequence stratigraphy of Palaeogene strata in Southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 41: 79-101.
- Pascal A., Rhalmi M. & Lang J. 1994. Les deux systèmes sédimentaires carbonatés de la séquence de dépôt cenomanoturonienne de la région manganésifère d'Imini (Haut Atlas Central, Maroc), 12^e Colloque de Stratigraphie et Paléontologie de l'Atlantique Sud, Angers: 117-118.
- Pratt B.R., James N.P. & Cowan C.A. 1992. Peritidal carbonates. In: Walker R.G. & James N.P. (eds), *Facies Models, Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, St. John's*: 303-322.
- Purser B.H. 1983. *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents*. Edition Technip, Paris, 389 pp.
- Read J. F. 1985. Carbonate platform facies models. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 69(1): 1-21.
- Roche J. 1880. Sur la géologie du Sahara septentrional. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 91: 890-893.
- Rumeau J., Debrenne P. & Decremps P. 1957. Mission BrP Tinrhert. Rapport de la fin de campagne 1955-1956. *Publication de l'Institut français de Pétrole*, 1241, 33 pp.
- Sattler U., Immenhauser A., Hillga H.R. & Esteban M. 2005. Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a Carbonate Platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). *Sedimentology*, 52: 339-361.
- Shinn E.A. 1983. Tidal flat environment. In: Scholle A., Bebout

- D.G. & Moore C.H. (eds), Carbonate depositional Environments. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*, 33: 171-210.
- Tabaste N. 1963. Etude des restes de poissons du Crétacé Saharien. Institut Français d'Afrique Noire, *Mélanges ichthyologique*, Dakar, 68: 436-499.
- Tchenar S., Zaoui D., Adaci M., Bensalah M., Benyoucef M., Kentri T. & Fekih N-H. 2015. Le passage cénomano-turonien dans le bassin du Tinrhert (Sahara algérien): Lithologie et répartition de la microfaune. *Bulletin du Service Géologique National*, 26(1): 23-41.
- Tucker M.E. & Wright V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.
- Videt B. 2004. Dynamique des paléoenvironnements à huîtres du Crétacé supérieur nord-aquitain (SO France) et du Miocène andalous (SE Espagne): Biodiversité, analyse séquentielle, biogéochimie. *Mémoire Géosciences*, Rennes, 108: 1-261.
- Videt B. & Néraudeau D. 2007. Paléoécologie des ostréidés cénomaniens de la bordure nord du Bassin aquitain (SW France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 178(1): 39-50.
- Wilson J.L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer, New York, 470 pp.
- Zagrarni M.-F., Negra M.-H. & Hanini A. 2008. Cenomanian-Turonian facies and sequence stratigraphy, Bahloul Formation, Tunisia. *Sedimentary Geology*, 204: 18-35.